

# TRACES DU VOLCANISME ANDÉSITIQUE PLEISTOCÈNE SUPÉRIEUR (RISSIEN) DE LA ZONE DES CARPATHES DANS LE PROFIL DE LOESS FONDAMENTAL DE PAKS

par

P. KRIVÁN

Institut Géologique de l'Université des Sciences Loránd Eötvös,  
Budapest

(Manuscrit reçu le 19 mars 1958)

## RÉSUMÉ

On peut observer dans la coupe pleistocène fondamentale de Paks, entre 24,2 et 24,3 mètres, un dépôt de poussière volcanique (anémopyroclastite) épais de 2 à 5 cm. Au point de vue de la géologie sédimentaire, sa matière consiste en tufite liée à une éruption d'andésite à amphibole, avec un mode de formation singulier, pas encore décrit dans la littérature. L'entremêlement du matériau détritique volcanique et d'autre origine, compris dans la notion de la tufite, s'est effectué au cours d'une transportation aérienne, à l'état flottant (anémotufite, anémopyrolutite, et même anémopyroalfitite), sans aucune intervention de l'eau. Pendant la déposition continentale l'apport de la poussière loessigène a été continu, ce qui indique la stabilité des conditions de la circulation atmosphérique, la direction orientale constante du mouvement de l'air. Cela, par contre, rend probable que le lieu de l'éruption se trouvait parmi les volcans d'andésite des Carpathes du SE. D'après nos recherches antérieures détaillées des conditions géologiques sédimentaires-stratigraphiques, cette dernière manifestation des phénomènes volcaniques des Carpathes, se rajeunissant vers l'est, tombe à la première moitié de la section rissienne du Pleistocène. De plus près : elle succède à la section cryogène (semicryophyle) divisant la glaciation rissienne 1. La date de l'éruption tombe entre les années 1800—201,000 à 203,000 avant notre ère, selon la chronologie absolue de Milanković — Bacsák.

L'étude de la formation de l'anémotufite ouvre de nouvelles voies pour la recherche du volcanisme pleistocène dans la zone de la formation du loess. Il nous faut diriger notre attention vers elle surtout aux environs des terrains volcaniques jeunes.

Au cours de l'étude géologique sédimentaire-stratigraphique détaillée du profil pleistocène fondamental de Paks nous avons rencontré dans l'ensemble de loess rissien un développement de roche singulier. Nous avons pensé de pouvoir expliquer par un changement de climat la formation de la couche détritique, meuble, finement granulée, riche en biotite fraîche, de couleur jaune-citron vive. Mais déjà nos recherches antérieures n'ont pas confirmé cette hypothèse, ni en admettant son origine par l'altération du loess situé au-dessous, ni par aucune sorte d'origine aquatique. Nous avons aussi pris en considération une origine éolienne analogue à celle du loess, mais que nous avons

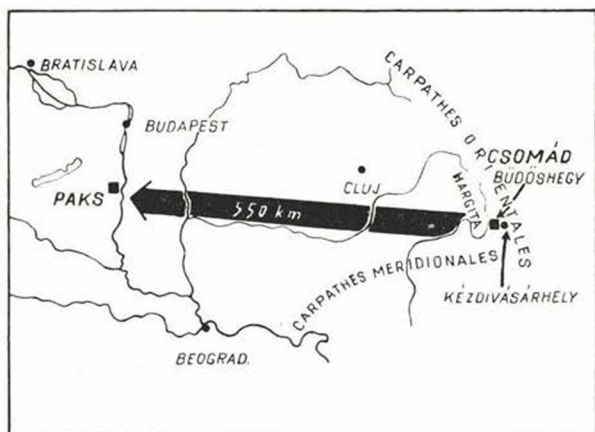


Fig. 1.

dû écarter à cause de la grande différence des caractéristiques des roches. La couche intercalée entre les couches de loess du mur et du toit, d'un développement géologique identique, n'a pu se former, dans des conditions atmosphériques identiques, que par *flottement éolien*. D'après la différence de sa matière avec les couches de loess du mur et du toit et ses caractéristiques minéralogiques elle est d'origine *pyroclastique*. Son apparition est un phénomène extraordinaire, indépendant de tout changement de climat, et lors de l'étude géologique sédimentaire-stratigraphique du profil fondamental de Paks, nous l'avons soumis séparément à une étude détaillée [7].

La composition granulométrique du matériau étudié est très rapprochée à celle du loess du mur et du toit (fig. 2). La différence se montre dans le déplacement du maximum vers la fraction fine et dans l'apparition d'un maximum secondaire. Son degré de division est plus grand que celui des couches de loess voisines. La comparaison avec des analyses de loess (16, 17, 10, 8, 7, 11, etc.), de chutes de poussière récentes (12, 15, 9) et des cendres du groupe des volcans Descabezado (Chili) (14) montre que la courbe présente, de même, l'allure caractéristique des sédiments éoliens transportés en flottant dans l'air avec un maximum principal situé entre 0,02—0,05 mm de diamètre. Le degré du maximum principal n'atteint pas l'état de division exceptionnel ni de la chute de poussière de 1941, ni de celle des cendres du volcan Descabezado, mais il se range bien entre les valeurs extrêmes des maxima observés pour le loess. L'état de division plus menu, mais confiné aux mêmes classes granulométriques, en comparaison avec la chute de poussière de 1941 et celle du Descabezado, trouve facilement son explication en admettant que les dépôts de poussière de nos jours et les dépôts de poussière volcanique se sont formés en un trait, tandis que les dépôts de loess et la matière examinée sont le produit de processus de déposition *réitérés* ou *continus*, de longue durée.

Le maximum secondaire, entre 0,003—0,004 mm de diamètre, peut aussi bien être un phénomène de sédimentation, car notre analyse granulométrique donne un résultat se rapportant à *la couche entière*, dans laquelle se trouve ensemble le matériel de caractère variable de toute la durée de la formation du sédiment.

Les grains du matériel examiné ne présentent pas d'usure, ils sont formés par des éclats, comme ceux des couches de loess voisines. Mais le tassement des grains diffère considérablement. Tandis que le poids du volume du loess est à la limite inférieure du sable meuble (1, 44), la couche intercalée possède un petit poids de volume insolite (0,85), proche de la limite inférieure de celui de la tourbe, malgré que sa composition granulométrique plus fine soit plus favorable à un tassement plus serré.

La formation des couches de loess voisines a eu lieu, sans doute, dans une zone sèche de steppes — steppes boisées. Le fait que la couche intercalée possède une structure meuble, poreuse au lieu de celle à laquelle on pourrait s'attendre d'après sa composition granulométrique, prouve la continuité des conditions arides ; ainsi l'on doit chercher la cause du changement du matériau non pas dans un changement du milieu dans lequel a eu lieu la déposition et des conditions climatiques, mais dans le changement survenu dans la *qualité* des matériaux transportés.

Ce changement de la qualité se révèle non seulement dans la composition granulométrique, mais aussi dans la caractéristique minéralogique du sédiment. Selon M. Herrmann il y a dans la couche intercalée un ensemble de minéraux pyrogènes *d'origine volcanique* et des minéraux accessoires *d'origine diverse*.



Dans le groupe *pyrogène* sont présents — avec de l'amphibole verte, idiomorphe, de développement allongé-prismatique, de la biotite brune, pseudohéxagonale, de l'apatite aciculaire, accessoire — des grains d'opale et de verre volcanique, qui avec les grains de magnétite et de grenats observés, peuvent être rattachés, quant à leur origine, au volcanisme andésitique le plus récent de la zone carpathique, aux éruptions volcaniques observées dans les Carpathes du SE (4). Les minéraux *accessoires* sont représentés, à côté du quartz dominant dans la fraction de 0,1—0,12 mm de diamètre, par de l'épidote rare, usé, fragmentaire, originaire de schistes cristallins, de l'orthose usé, provenant de roches magmatiques de profondeur ou de schistes cristallins, et de la muscovite de développement fragmentaire.

Les grains des minéraux attribuables à l'éruption de l'andésite à amphibole ont la forme de petits éclats frais, par contre la surface des minéraux accessoires est fortement usée. On peut observer la différence dans l'usure des deux

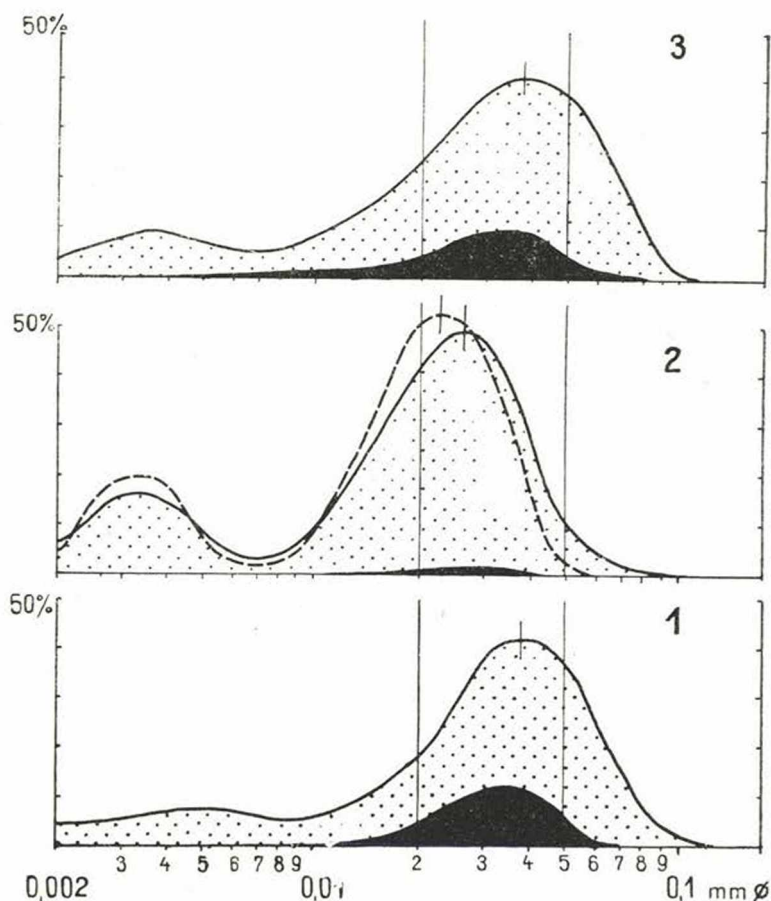


Fig. 2.

Fig. 2. Courbe granulométrique de la tufite d'andésite à amphibole (2) et des couches de loess du mur et du toit (1, 3). La ligne hachée à côté de la courbe de la tufite indique la composition granulométrique de la poussière volcanique exemptée du matériel loessique, la courbe intérieure, à champs noir, indique la distribution du  $\text{CaCO}_3$ .

groupes aussi sur la même espèce de minéral, si l'on compare les minéraux concordants de la couche intercalée et de la roche encaissante. Mais on doit qualifier comme provenant des sables mouvant, venant de l'ouest, l'origine des minéraux lourds du loess, au-dessus de la déterminabilité microscopique (13,7), de même que les minéraux accessoires de la couche intercalée, la muscovite et les grains inférieurs à 0,1 mm de diamètre exceptés. Le transport roulé éolien donne l'explication de l'usure de la surface des minéraux lourds du loess et de la couche intercalée. En opposition avec les minéraux lourds, déterminables au microscope, du loess, les minéraux légers et les minéraux lourds submicroscopiques d'un diamètre inférieur à 0,1 mm se sont avérés en général, comme étant des produits provenant hors des Carpathes par transportation aérienne à l'état flottant (6, 7).

La matière de la couche intercalée dans le loess présente une origine double: une origine *loessique*, en soi-même déjà double, et une origine de *poussière fine volcanique*, de caractère d'andésite à amphibole, provenant de l'est sous des conditions de circulation atmosphérique inchangées.

Le remaniement minéralogique de la poussière survenant pendant le transport, n'empêche pas la détermination certaine de la matière de l'éruption volcanique. Notre diagnostic de l'origine de la poussière est soutenu d'une manière exclusive par le fait, que les minéraux du volcanisme basaltique de la Transdanubie, s'étendant jusqu'au Pleistocène, manquent dans le matériel examiné, tandis qu'on les retrouve, aussi bien dans le loess du mur que dans le loess du toit, comme des matériaux accessoires, à usure éolienne, d'origine occidentale.

Si l'on ajoute à la quantité des grains de quartz, d'origine loessique, présents dans la fraction de 0,05—0,1 mm de diamètre, la valeur des fractions accessoires plus fines, en tenant compte des conditions granulométriques constatées dans les couches de loess voisines, on peut estimer la *quantité du matériel d'origine loessique* à 20%, et la matière volcanique de la couche intercalée décrit une courbe dépassant 50%, avec un maximum principal situé dans le voisinage de 0,02 mm de diamètre (fig. 2). Avec cette transformation la courbe granulométrique de la poussière volcanique représente les conditions granulométriques des sédiments contemporains volcaniques et non volcaniques. À la comparaison nous avons laissé hors considération, pour le moment, le maximum secondaire indiquant des conditions d'altération, indépendantes du processus de la sédimentation.

La couche intercalée est une *tufite d'andésite à amphibole*, avec un mode particulier de la formation de tufite, pas encore mentionné dans la littérature. L'entremêlement des matières détritiques volcaniques et d'autre origine, appartenants à la notion de la tufite, s'est fait au cours de la formation du loess, par voie aérienne, pendant le transport dans l'air, sans aucune intervention de l'eau (*anémotufite*, *anémopyrolutite* et même *anémopyroalfite* caractéristique). L'occurrence simultanée de précipitations est exclue par la porosité extraordinaire de la matière, indiquée par la valeur extrême de son poids de volume.

La courbe de l'anémotufite exempte des matières accessoires se rapproche du cours *original* de la poussière volcanique, mais cela n'est pas encore suffisant, même en tenant compte des exemples connus (14, 9) pour pouvoir indiquer le lieu et la distance de l'endroit d'origine. La tendance à flotter dans l'air des parties à diamètre moindre de 0,05 mm est excellente (5, 11). Elles sont





transportées, en dépendance des conditions de la circulation atmosphérique, à des distances presque *quelconques* sans changement notable de leur composition granulométrique. La courbe granulométrique de la poussière volcanique indique le *grand calme atmosphérique durant la formation du dépôt*, par un mouvement d'air descendant, et ne permet pas l'évaluation de la distance, autant moins, que la composition granulométrique initiale au-dessous de la limite supérieure de 0,1 mm de diamètre est *indéterminée et inconnue*.

La composition chimique de l'anémotufite et du loess qui en forme le mur et le toit présente aussi, pareillement à la composition minéralogique, des différences notables (Tableau 1).

Tableau 1.

	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	perte au feu	total %
anémotufite	42,10	0,57	25,66	5,39	0,44	0,40	3,64	0,45	0,32	20,42	99,39
loess du mur et du toit	58,30	0,14	11,16	3,68	—	2,90	8,41	1,07	1,83	11,48	98,97

La teneur en Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> est significative, selon l'analyse aux rayons par Sztróka y elle appartient à l'illite. La quantité des minéraux d'argile donne l'explication de l'apparition du maximum secondaire dans la fraction fine qui, par conséquent, n'est pas le produit d'un processus de sédimentation, mais dérive d'un *processus d'altération*.

La quantité des alcalis, par contre, a une valeur petite, rare, ce qu'on peut expliquer par des processus d'éluviation qui ont eu lieu après la formation du dépôt. L'apparition de l'illite, qu'on peut attribuer à la décomposition des fines particules de verre et de feldspaths, est du même sens.

Il y a aussi une différence notable dans le rapport CaO : MgO. La teneur en CaCO<sub>3</sub> de la tufite est insignifiante et correspond à la teneur en CaCO<sub>3</sub> du loess accessoire, avec la différence que le rapport CaO : MgO est déplacé en faveur du CaO, ce qui indique aussi des *processus d'altération* (7). Dans le loess encaissant ce rapport a une valeur proche à celle du départ avec des valeurs plus grandes pour le MgO. La corrélation entre la teneur en CaCO<sub>3</sub> et la composition granulométrique est représentée par la figure 2.

Comme produits des processus d'altération on aperçoit des minéraux de fer submicroscopiques et, sur la surface des grains, un enduit ferrugineux.

La couche d'anémotufite se dépose progressivement sur la couche de loess formant le mur, mais elle s'en différencie par la couleur, la texture et les caractères minéralogiques. Dans sa composition le matériau loessique prend aussi part jusqu'à 20%, mais la poussière volcanique envoie complètement les caractéristiques propres, et par son apparition soudaine elle produit l'apparence d'une interruption de la formation du loess. Dans la coupe de la briqueterie la couche d'anémotufite est visible dans une section de 25 m environ, les travaux d'exploitation de l'usine nous ont empêché d'établir sa continuation. Son gisement suit, conformément aux couches de loess altéré, les ondulations faibles du terrain ancien.



Quant au temps de la formation de l'anémotufite et de la dernière manifestation du volcanisme andésitique de la zone des Carpathes, notre étude stratigraphique antérieure donne des renseignements (7) (fig. 3.). *Le volcanisme andésitique a eu lieu dans la première partie de la section rissienne du Pleistocène* ( $R_1$ ). De plus près : il suit la section cryogène, semicryophyle, divisant la période glaciaire  $R_1$ , et l'époque de l'éruption tombe entre 1800 et 201,000 — 203,000 avant notre ère, selon la chronologie absolue de Milanković — Bacsák (1).

*La formation de l'anémotufite ouvre une voie nouvelle pour la recherche du volcanisme pleistocène dans la zone de la formation du loess. Nous devons tourner vers elle notre attention, surtout dans les environs des terrains volcaniques jeunes.*

Nous mentionnons encore que nous avons des indications de l'activité pleistocène des volcans andésitiques du sud de la montagne Hargita (Csomád, Büdöshegy) consistant en des couches de pierre ponce de 1—2 dm dans la terrasse wurmienne de la rivière Feketeügy, dite « terrasse de la ville » (2). Mais l'âge wurmien de l'activité volcanique accompagnée d'éjections de pierre ponce est discutable, parce que — selon la coupe de Bánya — la 3-me, respectivement avec l'Holocène la 4-me, terrasse a été creusée dans des sédiments de remplissage de bassin, pour ainsi dire comme une terrasse de roche. Dans ce cas, en tenant compte de l'évolution morphologique du Bassin de Háromszék, la couche à pierre ponce indique un volcanisme survenu avant la section mindélienne, mais encore pleistocène, et la formation de la terrasse comme élément de la forme seule a eu lieu au Wurmien. Si, par contre, nous admettons que le creusement de la terrasse wurmienne a été précédé, au commencement de la section, par un remplissage partiel du bassin, la formation de la couche à pierre ponce coïncide avec la section cryophyle initiant la glaciation wurmienne 1. Pour trancher la question il faudrait faire de nouvelles recherches sur le terrain, mais il n'est pas douteux que la couche d'anémotufite de la coupe fondamentale de Paks et la couche à pierre ponce de Kézdivásárhely (Târgul Săcușe) sont les produits de deux périodes distinctes de volcanisme andésitique.

L'âge de l'intercalation de tuf andésitique de la 3-me terrasse entre Étfalva et Gidófalva (Zoltan-Ghidfalău), connue d'après la description de Bulla (3), est déjà plus certain ; il est possible qu'il s'agisse d'une formation syngénétique avec l'anémotufite de Paks.

On pourrait fixer avec une grande précision le temps de la dernière manifestation du volcanisme de la montagne Hargita si l'on effectuait des sondages dans les sédiments du fond des deux lacs de cratère de la montagne Csomád, des lacs Szent Anna et Mohos, et soumettait les échantillons à un examen géologique-sédimentaire. Dans ces lacs sans écoulement la poussière fine loessigène des sections glaciaires du Pleistocène s'est amassée comme sédiment lacustre. La couverture d'eau permanente du sédiment est favorable à la conservation des pollens et sa continuité, sans lacunes, rend, avec le matériau pollénique, la division stratigraphique tellement certaine, que l'on peut établir la date de la dernière éruption volcanique avec une grande probabilité même en temps absolu. Ces recherches peuvent mener à des constatations intéressantes se rapportant à la nature des phénomènes postvolcaniques.

# BIBLIOGRAPHIE

1. Baesák, Gy. — Pliozän- und Pleistozänzeitalter im Licht der Himmelsmechanik. *Acta Geologica*, **3**, 1955.
2. Bánya, J. — Kézdivásárhely vidéke Háromszék vármegyében (Les environs de Kézdivásárhely, com. Háromszék). *Földt. Közl.* **47**, 1917.
3. Bulla, B. — A két csiki medence és az Oltvölgy kialakulásáról (De la formation des deux bassins de Csik et de la vallée du fleuve Olt). *Földr. Közlemények*, **76**, 1948.
4. Herrmann, M. — Varga, S. — Tusnádfürdő környéki andezitek (Les andesites des environs de Tusnádfürdő). *Földt. Közl.* **80**, 1950.
5. Köbl, L. — Studien über den Löss. *Mitt. d. Geol. Ges. in Wien*, **23**, 1930.
6. Kriván, P. — Die erdgeschichtlichen Rhythmen des Pleistozänzeitalters. *Acta Geologica*, **2**, 1953.
7. Kriván, P. — A középeurópai pleisztocén éghajlati tagolódása és a paksi alapszelvény (La division climatologique du Pléistocène en Europe Centrale et le profil de loess de Paks). *M. Áll. Földt. Int. Évk.* **43**, 1955.
8. Mihály, I. — Hozzászólás Kádár L. „A lész keletkezése és pusztulása” c. előadásához (Remarques au discours de L. Kádár „La formation et destruction du loess”). *M. T. A. II. Oszt. Közl.* **4**, 1954.
9. Mihály, I. — Az 1941. évi porhullás (La chute de poussière de l'an 1941). *Földt. Közl.* **85**, 1955.
10. Mihályiné Lányi I. — A magyarországi löszváltozatok és egyéb hullóporos képződmények osztályozása (La classification des variétés de loess et d'autres formations de poussières éoliques). *Alföldi Kongresszus*, *M. T. A.* 1953.
11. Moldvay, L. — Az eolikus üledékképződés törvényei (Les lois de la sédimentation éolique). Előadás a M. Földtani Társulat 1956. máj. 30-i előadóján. (Sous presse.)
12. Schafarz, F. — Az 1901. március 11-i porhullásról (La chute de poussière du 11 mars 1901). *Földt. Közl.* **31**, 1901.
13. Szébenyi L. — Adatok a paksi löszfal genetikai viszonyaihoz (Données aux conditions génétiques du mur de loess de Paks). *Agrokémia és Talajtan*, **3**, 1954.
14. Sztrókay, K. — A Descabezado (Chile) vulkánsoport 1932. évi kitöréséből származó vulkáni hamu közettani vizsgálata (L'examen pétrographique des cendres volcaniques, provenant de l'éruption du groupe des volcans de Descabezado (Chile) de l'an 1932). *Földt. Közl.* **66**, 1936.
15. Vadász, E. — Üledékképződés a szelek szárnyán (Sédimentation sur les ailes du vent). *Földt. Ért.* 1942.
16. Vendl, A. — Takáts, T. — Földvári, A. — A Budapest környéki löszről (Du loess des environs de Budapest). *Mat. és Term. tud. Ért.* **52**, 1935.
17. Vendl, A. — Takáts, T. — Földvári, A. — Újabb adatok a Börzsöny hegység löszének ismeretéhez (Contributions à la connaissance du loess de la montagne Börzsöny). *Mat. és Term. tud. Ért.* **54**, 1936.